

TECTÓNICA DEL ARCO VOLCÁNICO CRETÁCICO EN CUBA CENTRAL

Guillermo Millán⁽¹⁾

Carlos Pérez⁽²⁾

Dora García⁽³⁾

Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca y Línea del Ferrocarril. San Miguel del Padrón. Ciudad de La Habana. 11000 Cuba.

E-mail:(1) igp@igp.minbas.cu (2) carlos@igp.minbas.cu (3) dora@igp.minbas.cu

RESUMEN

En el territorio de Cuba Central el arco volcánico cretácico (AVC), aflora en una sucesión casi completa entre una asociación ofiolítica jurásica (cinturón ofiolítico), al norte, y un núcleo metamórfico (macizo Escambray y complejo anfibolítico Mabujina), al sur. El plutón de granitoides Manicaragua, que instruyó la sección inferior del AVC en la etapa final del vulcanismo, ocupa actualmente una posición limítrofe con el núcleo metamórfico. Todos estos elementos geológicos constituyen el eugeoclinal del cinturón orogénico, consolidado tectónicamente antes del Maestrichtiano Superior.

El AVC fue deformado en el Campaniano Superior y Maestrichtiano Inferior, al ser comprimido entre el núcleo metamórfico y las ofiolitas luego de su extinción. En esa época se depositó una cobertura autóctona sobre el AVC, plegada conjuntamente con las vulcanitas. Se destacan pliegues lineales de distintos órdenes y mesopliegues apretados hasta isoclinales. El Sinclinal Seibabo tiene 37 km de largo, con su flanco norte, abrupto o invertido, cercenado tectónicamente en su límite con las ofiolitas por una falla transcurrente de edad maestrichtiana. También ocurren pliegues más abiertos con tendencias a veces irregulares, los cuales podrían relacionarse con una segunda etapa de plegamiento.

El AVC y su cobertura autóctona cabalgaron parcialmente hacia el norte y al sur, sobre las ofiolitas y el complejo anfibolítico Mabujina, respectivamente. Sin embargo, en la parte oriental del territorio, el intenso tectonismo ocurrido en el Paleógeno Inferior durante la colisión de eugeoclinal y el paleomargen continental de la Bahamas, enmascaró las relaciones tectónicas primarias entre el AVC y las ofiolitas.

A partir del Maestrichtiano Superior se desarrollaron tres cuencas pasivas superpuestas sobre la estructura deformada del AVC y del eugeoclinal consolidado.

En Cuba Central pudieron haber actuado dos zonas de subducción cretácicas. En la más norteña se consumió durante el Cretácico Inferior la corteza oceánica protocaribeña, cuyos restos constituyen el cinturón ofiolítico. Más al sur, la sutura entre el macizo Escambray y el complejo Mabujina, pudo haber correspondido con una zona de subducción, buzante al Norte, abortada durante la colisión de ambos complejos metamórficos en el Cretácico Superior. Aunque no existen datos definitivos, nos inclinamos por la segunda como posible generadora del AVC en Cuba Central y que, por lo tanto, la zona de subducción septentrional debió haber abortado antes del inicio de la meridional, ocurriendo así un salto de la subducción con cambio de polaridad.

ABSTRACT

In the Central Cuban region the cretaceous volcanic arc (CVA) is exposed in a virtually complete succession to the south of a jurassic ophiolitic association (ophiolitic belt) and to the north of the metamorphic core (Escambray massif and Mabujina amphibolitic complex). The Manicaragua granitoidic pluton, which intruded the CVA lower section nearly the volcanic activity closure time, crops at a boundary position with the metamorphic core. All these geological elements constitute the eugeoclinal of the cuban orogenic belt.

The CVA was deformed in the Upper Campanian and Lower Maastrichtian time, been compressed between the metamorphic core and the ophiolites. At this time, an autochthonous cover was deposited and folded with the volcanites. There are linear folds of different ranges and closed to isoclinal mesofolds. The 37 km. long Seibabo Sinclinal has a subvertical to inverted northern limb, tectonically cut by a maastrichtian strike - slip fault at the boundary with the ophiolitic belt. Also occur more open kilometric folds with irregular trends, which could be related with a second folding phase.

The CVA and its sedimentary cover were partially thrust to the north and to the south, over the ophiolites and the Mabujina complex, respectively. In the eastern half of the territory, an intensive tectonical overprinting, related with a collision between the eugeoclinal and the Bahamas continental paleomargin in the Lower Paleogene, masked the primary tectonical relationship between the CVA and the ophiolites.

In the Upper Maastrichtian time began the development of three piggy-back basins over the deformed and eroded CVA.

During the Cretaceous two different subduction zones were probably active in Central Cuba. In a northern south - dipping subduction a protocaribbean oceanic crust was consumed in the Lower Cretaceous; its remnants formed the ophiolitic belt. To the south, the sutured contact between the Escambray massif and the Mabujina complex could be related with a former north - dipping subduction, collapsed in the Upper Cretaceous by the collision of these two metamorphic complexes. Although there are not enough data to support which one was related with the CVA generation, we think that the second one is more successful to fill this purpose in this Central Cuba region. In this case, the northern subduction could have been collapsed before the beginning of the southern one with a flip in the subduction polarity.

INTRODUCCIÓN

En el territorio que abarcan las provincias Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spíritus, se exponen, de forma excepcional, los distintos elementos geológicos constituyentes del cinturón orogénico cubano, así como los mejores afloramientos de una sucesión, virtualmente completa, de las unidades litoestratigráficas y complejos intrusivos del arco volcánico cretácico. Por ello consideramos de interés abordar algunos aspectos significativos de la estructura interna de este arco y de sus relaciones con otros complejos rocosos; se discute, además, la cuestión acerca de la zona de subducción relacionada genéticamente con el vulcanismo cretácico.

El arco volcánico se dispone aquí al sur de la asociación ofiolítica (cinturón ofiolítico) y al norte del núcleo metamórfico (macizo Escambray, complejo anfibolítico Mabujina y Fm. Porvenir) del cinturón orogénico. El plutón de granitoides Manicaragua, generado durante la madurez del arco al final de su evolución, intruyó sus unidades inferiores y ocupa una posición limítrofe con el núcleo metamórfico, envolviéndolo por todo el norte.

En cuanto a posibles afloramientos relacionados con una cuenca de interarco, antearco o de retroarco, creemos que no existen suficientes elementos que permitan confirmarlos en las exposiciones rocosas de este territorio, donde sólo parecen aflorar secuencias del arco magmático propiamente.

ESTRUCTURA INTERNA

La estructura interna de los afloramientos del arco volcánico al sur del cinturón ofiolítico se consideraba relativamente simple, en comparación con la parte septentrional de Cuba Central, donde componentes de este arco y de las ofiolitas fueron plegados y escamados durante el Paleógeno Inferior conjuntamente con las secuencias del paleomargen continental de las Bahamas (Rutten 1936; Hatten et al.1958; Ducloz y Vaugnat 1962; Meyerhoff and Hatten 1968; Knipper y Cabrera 1974; Pardo 1975; Kantchev et al. 1978).

Durante el desarrollo del vulcanismo ocurrieron varios hiatos. Uno de ellos, de carácter más regional, separó dos secciones en su constitución interna (Kantchev et al. 1978; Stanik et al. 1981; Dublan et al. 1986; Vasiliev et al. 1989) en las cuales se definen diferentes formaciones litoestratigráficas (Díaz de Villalvilla y Dilla 1985); la inferior, que se extiende desde el Neocomiano hasta el Turoniano y, la superior, que abarca del Coniaciano al Campaniano Inferior y

culminó con la penetración intrusiva del plutón de granitoides Manicaragua. Sobre las formaciones del arco ya extinto, a veces con una discordancia estructural, se depositó una cobertura sedimentaria del Campaniano Superior-Maestrichtiano Inferior, constituyendo las formaciones Cotorro y Palmarito. La primera se trata principalmente de una facies terrígena cartografiada por diversos autores (Kantchev et al. 1978; Vasiliev et al. 1989; Arcial et al. 1994), aunque su carácter de cobertura fue establecido en Linares et al. (1985). La Fm. Palmarito es un biostroma depositado en el Maestrichtiano Inferior. Ambas formaciones fueron plegadas conjuntamente con las distintas unidades del arco volcánico, formando un piso estructural definido.

El plegamiento de las secuencias volcánicas ocurrió antes de iniciarse un nuevo piso estructural caracterizado por el desarrollo de tres cuencas pasivas superpuestas a partir del Maestrichtiano Superior (Cienfuegos, Santo Domingo y Cabaiguán), lo cual fue demostrado por Kantchev et al. (1978). Son usuales los pliegues lineales y braquipliegues decamétricos hasta kilómetros, a veces relativamente abiertos, cuyas tendencias pueden ser irregulares e incluso transversales con respecto al plano estructural general orientado NW-SE (Kantchev et al. 1978; Stanik et al. 1981; Dublan et al. 1986; Vasiliev et al. 1989; Zelenca et al. 1990; Vázquez et al. 1993).

La estructura más significativa es el Sinclinal Seibabo. En correspondencia con Kantchev et al. (1978) y Vasiliev et al. (1989), éste se trata de un pliegue lineal de 37 km de longitud con cierres centriclinales bien definidos. Su traza axial contornea al macizo serpentínico Santa Clara, separándose de su límite por una distancia que fluctúa entre 1.5 y 4 km. Su núcleo está complicado por fallas y pliegues de menor orden; en éste aflora extensamente la cobertura terrígena campaniano-maestrichtiana (Fm. Cotorro). El flanco septentrional del sinclinal presenta yacencias subverticales o invertidas abruptamente al norte y aparece reducido y cercenado tectónicamente. Su flanco meridional yace hacia el norte con ángulos generalmente medios, continuando al sur con una estructura de apariencia monoclinal hasta el mismo límite con el plutón de granitoides Manicaragua, en cuyas inmediaciones aflora la formación toleítica basal bimodal del arco volcánico (Fm. Los Pasos, sensu Díaz de Villalvilla y Dilla 1985; Dublan et al. 1986).

Stanik et al. (1981) y Dublan et al. (1986) destacaron la presencia de mesopliegues muy apretados hasta isoclinales en los afloramientos de vulcanitas cretácicas expuestos entre el macizo Santa Clara y los granitoides Manicaragua. De acuerdo con Stanik (arriba citado) estos tienen vergencia sur y a menudo se relacionan con un clivaje de fractura que puede ser intenso. En Millán y Somin (1975, 1985) se señaló, que en las inmediaciones del núcleo metamórfico del cinturón orogénico, las rocas volcánicas suelen aparecer metamorfizadas en condiciones de muy bajo grado, con un clivaje intenso y recristalización orientada en las rocas tufogénicas, destacándose, además, mesopliegues muy apretados hasta isoclinales.

La estructura del arco volcánico en este territorio parece ser más complicada de lo que se había supuesto, pero no existe una adecuada representación cartográfica, ni tampoco estudios estructurales acompañantes, que permitan precisarla. Probablemente tuvieron lugar dos fases de plegamiento. También es de presumir la existencia de un escamamiento tectónico de sus unidades, lo que parece apreciarse en algunos sectores y está en correspondencia con los sobrecorrimientos de las vulcanitas hacia el norte y el sur ocurridos antes del Maestrichtiano Superior.

Cabe señalar, que las vulcanitas cretácicas aparecen aquí más deformadas que en la región colindante al este, correspondiente a las provincias Ciego de Ávila, Camagüey y Las Tunas. Esto se debió a que el arco volcánico fue muy comprimido, antes del Maestrichtiano Superior, entre el núcleo metamórfico y el complejo ofiolítico, obligando al plegamiento más intenso, escamamiento y cabalgamiento de sus secuencias.

RELACIONES CON OTROS COMPLEJOS ROCOSOS

Del análisis de la cartografía geológica de la parte occidental del territorio (Kantchev et al.1978), se evidencia que las vulcanitas cretácicas cabalgaron hacia el norte, sobre el complejo ofiolítico, antes de iniciarse el desarrollo de la Cuenca Santo Domingo a partir del Maestrichtiano Superior, pues el substrato del extremo oriental de esta cuenca (Sinclinal Santa Clara, sensu Kantchev et al. 1978 y Mossakovskiy et al.1989) está compuesto por elementos del arco volcánico, dispuestos tectónicamente sobre el mismo melange serpentínico que compone al macizo Santa Clara, expuesto más al sur.

El límite meridional del macizo Santa Clara corta tectónicamente el flanco septentrional del Sinclinal Seibabo, cuya traza axial está controlada por la configuración de ese contacto. Más al este, es usual una marcada truncadura estructural en el límite entre vulcanitas y ofiolitas. Este cuadro sugiere la existencia de una falla transcurrente entre esos dos complejos, cuya actividad parece haber cesado antes del comienzo de la formación de las cuencas superpuestas. De acuerdo con los datos magnéticos y gravimétricos interpretados por Manuel Pardo (comunicación personal, 1996), ésta se trata de una falla transcortical con yacencia subvertical, la cual sigue, en sentido general, el límite expuesto entre el cinturón ofiolítico y el arco volcánico en todo el territorio. Incluso se puede trazar por debajo de la Cuenca Santo Domingo, cuyos depósitos no atraviesa.

En la parte oriental del territorio, los cabalgamientos originales de las vulcanitas sobre las ofiolitas fueron enmascarados por causa de un intenso tectonismo superpuesto, caracterizado por un fallamiento transcurrente siniestro (Ducloz y Vuagnat 1962; Ducloz 1989) y estructuras plegado escamadas con vergencia norte (Hatten et al.1958; Meyerhoff and Hatten 1968; Knipper y Cabrera 1974). Este fue provocado por la colisión del eugeoclinal (constituido por las ofiolitas, el arco volcánico y el núcleo metamórfico), conformado y deformado antes del Maestrichtiano Superior, con el paleomargen de las Bahamas (zonas Remedios, Camajuaní y Placetas); este proceso se inició en el Paleoceno Superior y culminó en el Eoceno Medio (véase Pushcharovsky et al.1989), consolidando al cinturón orogénico. Existe una mezcla tectónica en el frente de colisión entre ofiolitas, vulcanitas cretácicas y los componentes de la Zona Placetas con su cuenca frontal superpuesta; estos últimos, expuestos en los núcleos de dos estructuras antifórmicas periclinales (ver Kantchev et al.1978; Mossakovskiy et al. 1989).

Por otra parte, al sur, de acuerdo con la cartografía geológica (Stanik et al.1981; Millán y Somin 1981; Dublan et al.1986) se conservan algunos restos de escamas tectónicas de vulcanitas no metamorfizadas dentro de la faja anfibolítica del complejo Mabujina. Estos ocurren en pequeños graben dispuestos en el entorno del límite entre las dos megaestructuras antifórmicas que componen al macizo metamórfico Escambray. Después del sobrecorrimiento hacia el sur de las vulcanitas cretácicas sobre las anfibolitas y la consolidación del eugeoclinal, comenzó la exhumación del macizo Escambray desde las profundidades, cuyos elementos fueron erosionados a partir del Eoceno Inferior, iniciándose el desarrollo de la Cuenca Trinidad con sus derrumbios (Kantchev et al. 1978).

DISPOSICIÓN DE LA SUBDUCCIÓN QUE GENERÓ AL ARCO VOLCÁNICO CRETÁCICO

En el sector de Cuba Central que nos ocupa parecen haber tenido lugar dos zonas de subducción cretácicas. En la más norteña se consumió una corteza oceánica protocaribeña de edad jurásica, cuyos restos constituyen el cinturón ofiolítico. Esta corteza fue primero metamorfizada en condiciones oceánicas de baja presión, dando lugar a una anfibolitización intensa de los gabros y diabasas que afloran extensamente en el sector oriental (véase metamorfitas Perea, Somin y Millán 1981, Millán 1996 a). Los bloques de eclogitas y esquistos glaucofánicos incluidos en las serpentinitas del macizo Santa Clara (Rutten 1936; Ducloz y Vuagnat 1962; Meyerhoff ynd Hatten 1968; Pardo 1975; Kantchev et al. 1978; Somin y Millán 1981), son los representantes de esa corteza oceánica, metamorfizados en condiciones de alta presión, los cuales fueron exhumados en un melange serpentinitico desde las profundidades de la zona de subducción donde se consumió (Millán 1996). La relativa antigüedad de tal subducción, está avalada por numerosas dataciones K-Ar de estas inclusiones de alta presión tomadas en diferentes localidades del cinturón ofiolítico cubano, pues son usuales las superiores a los 100 millones de años, alcanzando hasta 128 (Iturralde-Vinent et al. 1996). Tales dataciones podrían reflejar la edad de la exhumación de este complejo de subducción que forman bloques incluidos en un melange serpentinitico. Cabe señalar, que en sectores más orientales, algunos autores consideraron que la génesis del arco volcánico cretácico se debió a una zona de subducción norteña buzando al sur, con el fin de tratar de explicar mejor la distribución de algunos complejos magmáticos o la estructura geológica (Belmustakov et al. 1981; Haydoutov 1984; Pentelenyi et al. 1988; Stanek y Cabrera 1992; Andó et al. 1996).

Una segunda zona de subducción colapsada podría corresponder con el límite suturado entre el macizo Escambray (terreno exótico meridional acrecionado, en correspondencia con Pushcharovsky et al. 1989; Iturralde-Vinent 1994, 1996) y el complejo anfibolítico Mabujina. Una subducción buzando al norte pudo haber evolucionado previamente a la colisión y suturación de ambos complejos en el Cretácico Superior, la que es considerada como la generadora del arco volcánico cretácico por diferentes autores (Iturralde- Vinent 1988,1994,1996; Pushcharovsky et al.1989; Millán 1990; Díaz de Villalvilla et al. 1994). Los siguientes hechos, que referimos a continuación, aunque no son definitivos, podrían inclinarnos más hacia este punto de vista, al menos, para el territorio de Cuba Central.

- La formación toleítica basal del arco volcánico (Fm. Los Pasos) yace dispuesta en la parte inferior del corte, al sur; contacta directamente con el plutón de granitoides Manicaragua (Díaz de Villalvilla y Dilla 1985; Díaz de Villalvilla 1988; Dublan et al.1986).

- El macizo Escambray y el complejo anfibolítico Mabujina pueden tratarse de cinturones metamórficos pareados (sensu Miyashiro 1961), pues gran parte del primero se metamorfizó en las condiciones de alta presión propias de una zona de subducción, mientras que el segundo se generó en un ambiente de suprasubducción de presión baja a media (Millán 1996 b, 1997). En el límite entre el Escambray y Mabujina se conservan en algunos lugares, zonas de blastomilonización intensa (Somin y Millán 1981).

- El complejo Mabujina y la Fm. Porvenir componen la parte externa del núcleo metamórfico del cinturón orogénico. Por sus características se tratan de típicas metamorfitas de suprasubducción, con una zonación de gradiente normal, aunque desmembrada tectónicamente (Millán 1996 b). La Fm. Porvenir constituye una estrecha y limitada faja de metavulcanitas en la facies de los esquistos verdes, dispuesta tectónicamente entre el complejo Mabujina y el plutón de granitoides Manicaragua en el extremo del núcleo metamórfico (Millán y Somin 1985; Dublan et al.1986; Millán 1996 b). Su protolito parece ser también bimodal, similar a la Fm. Los Pasos (Díaz de Villalvilla et al. 1994). Los protolitos de Mabujina son principalmente componentes básicos de una corteza oceánica y de un típico arco volcánico (Haydoutov et al. 1984; Millán 1996 b). Entre los últimos, en un corte dentro del poblado Güinía de Miranda, donde se intercalan anfibolitas finas con microgneises, se encontraron restos de palinomorfos jurásico-cretácicos (Dublan et al.,1986); y en las inmediaciones de la ciudad Sancti Spíritus, afloran aglomerados volcánicos convertidos en anfibolitas de bajo grado con la estructura primaria muy deformada (Stanik et al. 1981).

- El metamorfismo de muy bajo grado encontrado en exposiciones de vulcanitas cretácicas aledañas al núcleo metamórfico (Millán y Somin 1975), pudo haberse originado en el mismo ambiente de suprasubducción con gradiente normal que generó al complejo Mabujina y metamorfizó a la Fm. Porvenir (Millán 1996 b).

- El plutón de granitoides Manicaragua intruyó a las vulcanitas cretácicas, al complejo anfibolítico Mabujina y la Fm. Porvenir (Stanik et al. 1981; Dublan et al. 1986), pero no al macizo Escambray. Esto demuestra que los tres primeros estaban vinculados estructuralmente antes de la extinción del arco volcánico y de la suturación de Mabujina con el Escambray. Los datos geoquímicos y las manifestaciones hidrotermales, también confirman que el Escambray permaneció ajeno a un proceso de mineralización endógena que afectó simultáneamente a las vulcanitas, Mabujina y Porvenir.

Pudiera pensarse que la zona de subducción septentrional vinculada con las ofiolitas no manifestó aquí un magmatismo propio debido a su corta duración, su buzamiento o por las características de la litosfera oceánica (Willie 1988). Cabe la posibilidad de que esta subducción abortase antes del inicio de la meridional, ocurriendo así un salto de la subducción hacia el sur con cambio de polaridad.

BIBLIOGRAFÍA

Andó, J., et al. 1996. Petrología de la asociación ofiolítica de Holguín. -- En: Iturralde-Vinent, M. ed. Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba . -- [Miami : s.n., 1996]. -- p. 154-175.

Proj. 364 IUGS/UNESCO

Arcial, F., et al. 1994. Levantamiento geológico 1:50 000 parte Norte de Villa Clara (Esperanza - Santo Domingo) / F. Arcial ... [et al.]. -- 1994.

Archivo ONRM.

Belmustakov, E., et al. 1981. Geología del territorio Ciego-Camagüey-Las Tunas: resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1: 250,000 / E. Belmustakov ... [et al.]. -- 1981.

Archivo ONRM.

Díaz de Villalvilla, L. 1988. Caracterización geológica y petrológica de las asociaciones vulcanógenas del arco insular

cretácico en Cuba Central. Tesis (doctor en ciencias geológicas)- La Habana, 1988.

Díaz de Villalvilla, L. y M. Dilla 1985. Proposición para una división de la llamada Formación Tobas (prov. Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spíritus). Serie Geológica (1) : 133-154; 1985.

Díaz de Villalvilla, L., et al. 1994. Consideraciones geoquímicas acerca de los arcos volcánicos de Cuba. -- En: Congreso Cubano de Geología y Minería (2. : 1994 : Santiago de Cuba). II Congreso de Geología y Minería. Memorias del Instituto de Geología y Paleontología. -- [La Habana : Instituto de Geología y Paleontología, 1994]. -- 1 t. (s.p.).

Dublan, L., et al. 1986. Informe final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50 000 del Polígono CAME-I, Zona Centro / L. Dublan ... [et al].-- 1986. Archivo ONRM.

Ducloz, Ch. 1989. Transcurrent faulting : a major tectonic feature of north-central Cuba. -- En: Congreso Cubano de Geología (1. : 1989 : La Habana). Primer Congreso Cubano de Geología. Simposio sobre la Geología del Caribe Occidental. Reunión de los Proyectos 165, 242, 262 del PICG ... --La Habana : [s.n.], 1989. -- p. 102-103.

Ducloz, Ch. y M. Vuagnat. 1962. A propos del age des serpentinites de Cuba. Arch. Sci., Soc. Phys. et d¹ Hist. Nat. Gêneve. 15, fasc. 2 : 309-332; 1962.

Hatten, C. W., et al. 1958. Geology of Central Cuba (Eastern las Villas and Western Camaguey Provinces) / C. W. Hatten ... [et al.]. -- 1958. Archivo ONRM.

Haydoutov, I. 1984. Model of the Cretaceous geotectonic evolution of Central Cuba. -- En: International Geological Congress (27. : 1984 : Moscow). 27th. International Geological Congress. -- Moscow : [s.n.], 1984. Reproducido por: Contributions Bulgarian Geological Society, 1986. p. 107-116.

Haydoutov, I., I. Boyanov, G. Millán. 1989. Nuevos aspectos acerca de la génesis del complejo anfibolítico Mabujina, Sur de Cuba Central. -- En: Congreso Cubano de Geología (1. : 1989 : La Habana). Primer Congreso Cubano de Geología. Simposio sobre la Geología del Caribe Occidental. Reunión de los Proyectos 165, 242, 262 del PICG ... -- La Habana : [s.n.], 1989. -- p. 97-98.

Iturralde-Vinent, M. 1996. Introduction to Cuban geology and tectonics. -- En su: Iturralde-Vinent, M. ed. Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. -- [Miami : s.n., 1996]. --p. 3-35. Proj. 364 IUGS/UNESCO

Iturralde-Vinent, M. 1994. Cuban Geology: a new plate-tectonic synthesis. Journ. Petrol. Geol. 17 (1) : 39-70; 1994.

Iturralde-Vinent, M. 1988. Naturaleza geológica de Cuba / M. Iturralde-Vinent. --. La Habana : Editorial Científico-Técnica, 1988. --146 p.

Iturralde-Vinent, M., et al. 1996. Geological interpretation of the Cuban K-Ar database. -- En su: Iturralde-Vinent, M. ed. Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. -- [Miami : s.n., 1996]. --p. 48-59. Proj. 364 IUGS/UNESCO

Kantchev, I., et al. 1978. Geología de las provincias de Las Villas. Resultados de las investigaciones geológicas y levantamiento geológico a escala 1:250 000 realizados entre 1969 y 1975 / I. Kantchev ... [et al.]. -- 1978. Archivo ONRM.

Knipper, A. L. y R. Cabrera. 1974. Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico de Cuba. -- En: Instituto de Geología y Paleontología. Contribución a la

Geología de Cuba. -- La Habana: [Academia de Ciencias de Cuba], 1974. -- p. 15-77. -- (Publicación Especial; 2).

Linares, E. et al. 1985. Mapa geológico de la República de Cuba escala 1: 500 000 / Ministerio de la Industria Básica. Centro de Investigaciones Geológicas. -- Leningrado : Instituto de Investigaciones Científicas de Geología A. P. Karpinskiy, 1985.

Meyerhoff, A.A., C. W. Hatten. 1968. Diapiric structures in Central Cuba. A.A.P.G. Mem. (8) : 315-357; 1968.

Millán, G. 1997. Geología del macizo metamórfico Escambray. -- En: Furrázola G., comp. Estudios sobre Geología de Cuba / G. Furrázola, K. Núñez, comp. -- 1. ed. -- La Habana : Centro Nacional de Información Geológica, 1997. -- p. 271-288.

Millán, G. 1996a. Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. -- En: Iturralde-Vinent, M. ed. Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba . -- [Miami : s.n., 1996]. -- p. 131-146.
Proj. 364 IUGS/UNESCO

Millán, G. 1996b. Geología del complejo Mabujina. -- En: Iturralde-Vinent, M. ed. Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba . -- [Miami : s.n., 1996]. -- p. 147-153.
Proj. 364 IUGS/UNESCO

Millán, G. 1995. Principales rasgos de la zonación estructuro-metamórfica del macizo Escambray. -- En : Forum de Ciencia y Técnica (10. : 1995 : La Habana). X Forum de Ciencia y Técnica. Resúmenes. -- La Habana: Instituto de Geología y Paleontología, [1995]. -- p. 24-25.

Millán, G. 1994. Las metamorfitas del cinturón ofiolítico cubano y su significación. -- En: Congreso Cubano de Geología y Minería (2. : 1994 : Santiago de Cuba). II Congreso Cubano de Geología y Minería. Memorias del Instituto de Geología y Paleontología. -- [La Habana: Instituto de Geología y Paleontología, 1994]. -- 1 t. (s.p.).

Millán, G. 1990. Evolución de la estructura del macizo de Escambray, Sur de Cuba Central. -- En: Carib. Geol. Conf. (12. : St. Croix : 1990). Trans, 12th, Carib. Geol. Conf., St Croix, U.S.V.I.. -- Miami : Geological Society, 1990. -- p. 82-94.

Millán, G. Y M.L Somin. 1985. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de investigación (2) : 1-74; 1985.

Millán, G. y M.L Somin. 1975. El metamorfismo del complejo vulcanógeno cretácico en los alrededores del Escambray. Serie Geológica (18) : 1-8; 1975.

Miyashiro, A. 1961. Evolution of metamorphic belts. Journ. Petrology. 2 : 277-311; 1961.

Mossakovskiy. A., et al. 1989. Mapa tectónico de Cuba a escala 1: 500 000 / Academia de Ciencias de Cuba; Instituto de Geología y Paleontología. Academia de Ciencias de la URSS; Instituto de Geología. -- Viniska : Empresa Estatal de Geodesia y Cartografía de la URSS, 1989.

Pardo G. 1975. Geology of Cuba. In the ocean basins and margins. -- En: Caribbean and Gulf of Mexico. -- New York : Plenum Press, 1975. -- v. 3, p.553- 613.

Pentelenyi, L., et al. 1988. Informe final sobre los resultados del levantamiento geológico complejo y búsquedas acompañantes a escala 1: 50 000 en el Polígono CAME IV, Holguín 1983 – 1988 / L. Pentelenyi ... [et al.]. -- 1988. Archivo ONRM.

Pushcharovsky, Yu., et al. 1989. Tectónica de la República de Cuba. Notas explicatorias al mapa tectónico de Cuba a escala 1:500,000 / Yu. Pushcharovsky. -- Moscú : Nauka, 1989. -- 77 p.

En ruso.

Rutten, M. 1936. Geology of the northern part of the Province Santa Clara, Cuba. Geographische en Geologische Mededeelingen (11): 1-60; 1936.

Somin, M. L. 1981. Geología de los complejos metamórficos de Cuba / M. L. Somin, G. Millán --Moscú : Nauka, 1981. -- 219 p.

En ruso.

Stanek, K. P., R. Cabrera. 1992. Tectono-magmatic development of Cuba. Zbl. Geol. Paläont. 1 (6) : 1571-1580; 1992.

Stanik, E., et al. 1981. Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las provincias Cienfuegos, Sancti Spíritus y Villa Clara / E. Stanik ... [et al.]. -- 1981.

Archivo ONRM.

Vasiliev, E., et al. 1989. Informe del levantamiento geológico 1: 50,000 y búsqueda norte, Las Villas II. Jíbaro-Baez / E. Vasiliev ... [et al.] . -- 1989.

Archivo ONRM.

Vázquez, C., et al. 1993. Informe del levantamiento geológico 1:50,000 y búsqueda norte. Las Villas III / C. Vázquez ... [et al.]. -- 1993.

Archivo ONRM.

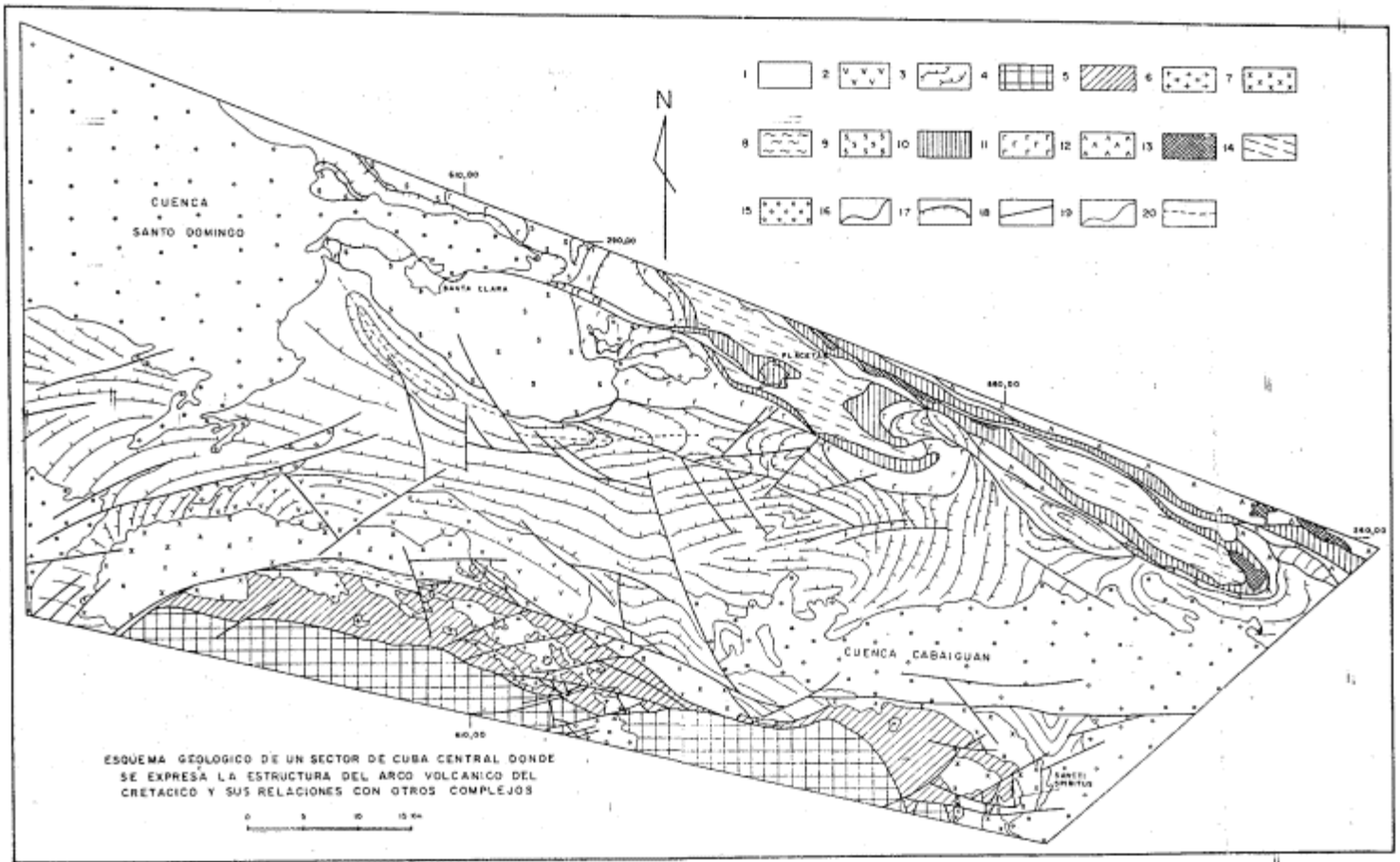
Willie, P. J. 1988. Magura genesis, plate tectonics and chemical differentiation of the earth. Rev. Geoph. 26 (3) : 370-404; 1988.

Zelenca, P., et al. 1990. Informe del levantamiento geológico Escambray II a escala 1:100 000. Zona Oeste / P. Zelenca ... [et al.]. -- 1990.

Archivo ONRM.

Agradecimientos:

Agradecemos a nuestro colega el Dr. Raúl Flores García, por la lectura del manuscrito y sus apreciaciones críticas que contribuyeron a mejorar su versión final.



Esquema geológico donde se expresa la estructura del arco volcánico y sus relaciones con otros complejos.

1- Arco volcánico cretácico. 2- Fm. Los Pasos. 3-Tendencias estructurales del arco volcánico. 4- Macizo metamórfico Escambray. 5- Complejo anfibolítico Mabujina. 6- Plagiogranitos a veces deformados y metamorfizados que instruyen al complejo Mabujina. 7- Granitoides Manicaragua. 8 -Fm. Porvenir. 9- Melange serpentinitico con bloques de metaofiolitas de alta presión (esquistos glaucofánicos y eclogitas).10- Serpentinitas. 11- Gabros, diabasas y basaltos ofiolíticos.12- Gabros y diabasas convertidos en anfibolitas de baja presión a veces esquistosas (metamorfitas Perea). 13- Granitoides ofiolíticos. 14- Secuencia de la Zona Placetas deformada junto con los depósitos de su cuenca marginal del Paleoceno-Eoceno Medio. 15- Depósitos de las cuencas pasivas superpuestas del Maestrichtiano-Paleogeno. 16-Límites tectónicos. 17-Sobrecorrimientos definidos. 18-Fallas. 19- Límites normales. 20-Traza axial del Sinclinal Seibabo.